

A talajok kationkicszerelő képességgel rendelkező összetevői

DARAB KATALIN és RÉDLY LÁSZLÓNÉ

Vízgazdálkodási Tudományos Kutató Központ
és MTA Talajtani és Agrokémiai Kutató Intézete, Budapest

Ionkicszerelődésem azt a reverzibilis reakciót értjük, amelyben a talaj szilárd fázisának felületén elektrosztatikai erővel kötött ionok a szilárd részecskékkel érintkező talajoldat azonos előjelű töltéssel bíró ionjaira cserélődnek ki [8, 11].

Ilyen értelemben beszélhetünk a talajban kation és anioncseréről, a talaj kation és anionkicszerelő kapacitásáról is.

A talaj kationkicszerelő kapacitását elméletileg egységnyi felületű vagy egységnyi súlyú talaj negatív töltéseinek összes mennyiségével adjuk meg és $C \cdot m^{-2}$, vagy $C \cdot g^{-1}$ egységben fejezzük ki [7, 15, 25]. A gyakorlati talajtanban a kationkicszerelő kapacitás értékét mgeé ion/100 g talaj dimenzióval adjuk meg.

Az ioncsere szempontjából a talaj olyan heterogén polidiszperz rendszernek tekinthető, amelyben a szilárd, folyadék és gáz halmazállapotú fázisok összetétele, valamint egymás közötti aránya térben és időben változik [2, 14].

A talaj szilárd fázisát primér ásványok, agyagásványok, hidratált alumínium szilikátok, amorf és kristályos fémhidroxidok, vízben különböző mértékben oldódó egyéb, egyszerű szervesetlen ásványi sók és nagy molekulájú, bonyolult összetételű, a talajban biotikus úton képződött szerves vegyületek alkotják. Ezek a részecskék egymással jól lehatárolható, stabil aggregátumokat képeznek. Az aggregátumok fajlagos felülete a talaj szilárd fázisának összetételétől függően 50–150 m^2/g között van.

A talaj anyagforgalma szempontjából a szilárd fázis legaktívabb részét a kolloid méretű részecskék képezik [2, 11, 24, 28, 29, 30]. A talaj finomdiszperz részének kolloid méretű szervesetlen ásványi részei az esetek igen nagy részében negatív felületi töltéssel rendelkeznek, s így pozitív töltésű ionok megkötésére képesek.

A talaj szilárd fázisán a negatív töltés hordozói elsősorban az agyagásványok, melyeknek belső és külső felületén negatív töltés válik szabaddá akkor:

— Ha a rétegszilikát kristályrácsában izomorf helyettesítés révén nagyobb vegyértékű iont kisebb töltésszámú ion helyettesít. A felületi töltésnek ez a része a közeg pH értékétől független, és állandó töltésnek is nevezik.

— A szilícium tetraéderrács élein és csúcsain a szilícium-hidroxid csoport hidroxilionjainak hidrolizisekor a közeg pH értékétől függően képződhet sza-

bad negatív felületi töltés. A rétegszilikátok felületi töltésének ezt a részét ezért változó, pH-tól függő résznek is nevezzük.

Negatív felületi töltéssel rendelkeznek a vízben gyengén oldódó szervesetlen sók akkor, ha kicsapódásukkor az oldatban a só anion része volt feleslegben.

A talaj finomdiszperz frakciójának szerves vegyületei szintén negatív felületi töltéssel bírnak, a humuszvegyületek fenolos hidroxil és karboxil csoportjai disszociációjának eredményeként.

A 2–10 μm átmérőjű ásványi részecskék közül néhány szintén rendelkezhet negatív felületi töltéssel s így kationmegkötő és kicserélő képességgel.

A talaj kationkicserélő kapacitása függ a talaj finomdiszperz frakciójának mennyiségétől, összetételétől [6, 24], a közeg pH értékétől és ezen kívül függ a meghatározás módszerétől is [12, 16, 23, 27].

A meghatározás rendszerint két lépésben történik. Az első lépésben monoionos rendszert készítünk, azaz a talajt telítjük valamilyen kationnal. A második lépésben a talajt telítő kationok mennyiségét határozzuk meg. A monoionos rendszer készítésére a talaj adszorpciós komplexének telítéséhez a leggyakrabban NH_4^+ , Na^+ , Ba^{2+} és Ca^{2+} ionokat használunk. A telítő oldat koncentrációja, pH értéke, a talaj és a telítő oldat aránya a javasolt módszereknél széles skálán változik (1. táblázat) [5, 10, 18].

A monoionos preparátum kicserélhető ionjait a leggyakrabban úgy határozzák meg, hogy azokat más kationokkal, többnyire kálium-, ammónium- és kalciumionokkal helyettesítik és a telítő ion mennyiségét a kiszorító oldattal készített talajkivonatból határozzák meg. Az izotóptechnika talajtani alkalmazásával a telítő ionok mennyisége meghatározható a telítő ionok helyettesítése nélkül, izotóphígításos eljárással, vagy aktivációs analízissel [1, 4, 17, 20, 22].

A klasszikus eljárásokat alkalmazva a kationkicserélő kapacitás meghatározásának pontossága és reprodukálhatósága attól függ, hogy a talaj telítése teljes volt-e, azaz attól, hogy a telítés után kapott rendszer valóban monoionos-e. Függ továbbá a telítő és kicserélő kationok mennyiségétől, ezek oldatainak koncentrációjától és pH értékétől.

A mért kationkicserélő kapacitás kisebb a ténylegesnél ha:

— A telítő ion nem helyettesíti teljes mértékben a talaj kicserélhető kationjait. Nem kapunk például monoionos rendszert a CaCO_3 oldódása miatt, ha meszes talajt ammóniumsók semleges kémhatású oldatával kezelünk.

— A telítő ion kicserélődés után a talajban nem kicserélhető formában kötődik meg. Ez fordulhat elő például, ha vermikulitot ammónium- vagy káliumionokkal telítjük.

— A helyettesítő ion nem szorítja ki teljes mértékben a telítő kationokat. Ilyen hibát okozhat az, ha a helyettesítő kation alacsonyabb vegyértékű, mint a telítő kation.

A mért kationkicserélő kapacitás nagyobb, mint az az agyagásványok mennyisége és a szerves anyag mennyisége alapján indokolt:

— Ha a telítő ion fémhidroxid, vagy más pozitív töltésű ion-pár formájában kötődik meg. Ez történhet például akkor, ha a talajt telítéskor BaCl_2 lúgos kémhatású oldatával kezeljük.

— A telítő kation az iszapfrakció ásványainak vagy a talaj szilárd fázisában levő egyszerű szervesetlen sóinak (kalcium, dolomit stb.) felületén kicserélhető formában kötődik meg [3, 13, 19, 21, 26].

Többek szerint abban az esetben, ha a talaj kalcium-karbonátot tartalmaz, az izotóphígításos módszer alkalmazhatósága, a kalciummal telített talaj

1. táblázat

A talaj kationkicszerelő kapacitása meghatározásának körülményei különböző módszereknél [10]

(1) Eljárás	Ion	(2) Só	(3) Az oldat	
			koncentrációja	pH-értéke
a) Telítés	NH_4^+	NH_4 -acetát	n	7,0
b) Helyettesítés	K^+	KCl	10%	2,5
a) Telítés	Na^+	Na-acetát	n	8,2
b) Helyettesítés	NH_4^+	NH_4 -acetát	n	7,0
a) Telítés	Ba^{2+}	BaCl_2	0,2 n	6,5
b) Helyettesítés	H^+	HCl	n	
a) Telítés	Ba^{2+}	BaCl_2	0,5 n	8,0
b) Helyettesítés	NH_4^+	NH_4Cl	n	8,0
a) Telítés	Ba^{2+}	BaCl_2	0,2 n	8,1
b) Helyettesítés	Ca^{2+}	CaCl_2	0,2 n	7,0

kationkicszerelő kapacitásának meghatározására vitatható. Ez az állítás akkor igaz, ha figyelembe vesszük, hogy elméletileg a kalcit vagy más kalcium-karbonát-tartalmú ásvány minden kalciumionja izotóposan kicserélhető és az izotópeloszlás tényleges egyensúlyát akkor érjük el, ha a különböző kalcium-izotópok az egész vizsgált rendszerben egyenletesen oszlanak el. Ebben az esetben a meszes talajok kationkicszerelő kapacitásához a kalciumtartalmú ásványok izotóposan hígítható „rács kalcium” tartalmát is hozzámérjük. Másrészt viszont a talaj kationkicszerelő kapacitása magában foglalja mindazon kationok mennyiségét, amelyek a negatív töltésű talajrészecskék felületén kicserélhető formában megkötődnek. Kétségtelen, hogy a karbonátásványok izotóposan hígítható kalciumtartalmának egy része ilyen értelemben a talaj kicserélhető kationjaihoz tartozik [19, 26]. Szükséges ezért ilyen talajoknál a felületi és a rácskalcium elválasztása, ami az izotópegyensúly idejének megfelelő megválasztásával lehetséges.

Az előzőeket szem előtt tartva vizsgálatokat végeztünk azzal a céllal, hogy a talaj kationkicszerelő képességgel rendelkező összetevőinek viszonylagos jelentőségét a talaj kationmegkötő képességének alakulásában értékeljük és ebből a szempontból hasonlítsuk össze a kationkicszerelő kapacitás meghatározására javasolt módszereket.

Anyag és módszerek

Modellanyagnak réti és réti szolonyec talajok „B” és „C” szintjeiből vett mintákat választottunk (2. táblázat). Minden minta nehéz mechanikai összetételű volt. A szolonyec talajmintákban a fizikai agyagtartalom 34–36%, a réti talajmintákban 55–70%. A „B” szintek szervesanyag-tartalma: 2,34 és 2,25%. A szolonyec talaj „B” szintjében a CaCO_3 -tartalom 2,9%, „C” szintjében 25%. A réti talaj „B” szintje kalcium-karbonátot nyomokban tartalmazott, a „C” szintben ennek mennyisége 8,5%. A kationkicszerelő kapacitás értéke valamivel nagyobb a réti talaj, mint a szolonyec talaj mintáinál. A nátrium-telítettség a szolonyec talaj „B” és „C” szintjében 51–45%, ugyanez a réti talajoknál 7–14%.

2. táblázat

A vizsgált talajminták fizikai és kémiai jellemzői

(1) Talajminta, szint jele és mintavétel mélysége cm	pH (H ₂ O)	CaCO ₃ %	(2) Összes só %	(3) Szerves anyag %	(4) Kise- rélhető Na ⁺	(5) Kation- kicsérő kapacitás („T”- érték)	(6) Kise- rélhető Na ⁺ %	(7) Mechanikai összetétel, % μm		
					mgé/100 g			<1	<2	2—10
a) Szolonyec talaj										
„B” 38— 50	9,3	2,9	0,9	2,25	15,93	31,29	50,9	20,95	22,16	11,55
„C” 100—110	9,7	25,0	0,2	0,22	10,93	24,45	44,7	21,72	24,71	10,76
b) Réti talaj										
„B” 80—100	6,2	ny	0,05	2,34	2,35	32,60	7,2	34,75	39,76	15,12
„C” 140—170	8,5	8,5	0,06	0,33	5,23	36,96	14,1	39,92	45,35	24,94

A talajminták szuszpenziójából ülepítéssel leválasztottuk a 2 μm-nál kisebb és a 2—10 μm átmérőjű részecskéket. A leválasztott talajfrakció-mintákat három részre osztottuk:

1. A minták első része semmiféle kezelést nem kapott.

2. A minták második részéből a szerves anyagot hidrogén-peroxidos kezeléssel eltávolítottuk.

3. A minták harmadik részéből eltávolítottuk a szerves anyagot és a kalcium-karbonátot hidrogén-peroxidos és sósavas kezeléssel.

A karbonátot és szerves anyagot nem tartalmazó mintákból meghatároztuk az agyag és iszapfrakciók ásványi összetételét. A röntgendiffrakciós elemzést TUR M-62 típusú készüléken, szűrt Cu α_K sugárzással (15 mA-32 kV) végeztük. A goniómeter forgási sebessége 1°/perc volt. Detektorként proporcionális számlálót használtunk. A minták termikus elemzését „Stanton” típusú készülékkel végeztük 20—1000 °C hőmérséklet tartományban. A felfűtés sebessége 10 °C/perc volt (3. táblázat).

A réti talaj agyagfrakciójában legnagyobb mennyiségben (35—40%) montmorillonitot mértünk, majdnem azonos mennyiségű volt az illit aránya is (30—35%). A szolonyec talajban a réti talajjal összehasonlítva valamivel több az illit, az illit-montmorillonit és illit-klorit közberétegzett képződmény, kevés a montmorillonit és viszonylag sok a finom eloszlású mikrokristályos kvarc.

Az iszapfrakció mind a szolonyec, mind a réti talaj „B” és „C” szintjeiben legnagyobb mennyiségben kvarcot tartalmaz, ezután következnek mennyiségileg a csillám és a hidrocsillámok, majd a földpátok. Viszonylag sok a klorit (17%) a szolonyec talaj „C” szintjében. Ugyanez a minta valamint a réti talaj „B” és „C” szintjének iszapfrakciói kevés csillám-hidrocsillám-klorit közberétegzett képződményt tartalmaznak. Az utóbbi két mintában kevés montmorillonit is detektálható volt. A TG és DTG görbék adatai azt mutatják, hogy a réti talaj „B” és „C” szintjeinek súlyvesztése nagyobb volt, mint a szolonyec talaj azonos mintáiból mért súlyvesztések.

Az összes, 20—1000 °C között mért súlyvesztesség több a réti, mint a szolonyec talaj mintáiban. Az összes súlyvesztésen belül az adszorbeált és szerkezeti víz aránya a szolonyec talajok mintáiban a szerkezeti víz, a réti talajokban az adszorbeált víz javára tolódott el. A DTA görbén a csillám-

3. táblázat

A vizsgált talajok agyag és iszapfrakcióinak ásványi összetétele

(1) Talajminta és szint jele	(2) Részecs- ke át- mérő, μm	(3) Kationkicsérő kapacitás, mg/100 g		(4) Ásványi összetétel	(5) Súlyvesztés, %		
		talaj	mecha- nikai frakció		20 - 200	200—1000	Összes
					°C		
a) Szolonyec talaj							
„B”	< 2	31,3	50,6	I > K _v > K _l > Mo = I — Mo = F	5,4	6,2	11,6
„C”	< 2	24,5	60,6	I > K _v > Mo = I — Mo ≥ I — K _l = K _l > F	3,8	5,2	7,5
b) Réti talaj							
„B”	< 2	32,6	56,5	Mo > I > I — Mo > K _l = I — K _l = K _v = F	13,0	7,5	20,5
„C”	< 2	37,0	49,9	I = Mo > I — Mo > I — K _l = K _v = K _l = F	12,5	6,0	18,5
a) Szolonyec talaj							
„B”	2—10	31,3	8,8	K _v > M > F ≥ K _l	0,5	4,3	4,8
„C”	2—10	24,5	11,7	K _v > M > K _l > F > M — K _l	0,8	3,0	3,8
b) Réti talaj							
„B”	2—10	32,6	18,1	K _v > M > F > K _l ≥ M — K _l	2,8	4,8	7,6
„C”	2—10	37,0	17,9	K _v > M > F > K _l ≥ M — K _l	3,0	3,4	6,4

I = illit; Mo = montmorillonit; Kv = kvarc; Kl = klorit; F = földpátok; M = csillám-hidrocsillám; I – Mo = illit-montmorillonit; I – Kl = illit-klorit; M – Kl = csillám-hidrocsillám-klorit közberétegződés

hidrocsillám csúcs a szolonyec talaj esetében határozottabb, a réti talajnál kevésbé kifejezett. Ennek oka valószínűleg az iszapfrakcióban detektálható közberétegzett rétegszilikátok jelenléte. Ugyanezekben a mintákban kevés montmorillonit is kimutatható volt. Feltehetően a montmorillonit-részecskék adhéziós erőkkkel tapadnak az iszapfrakció nagyobb átmérőjű ásványi részecskéihez. Valószínűleg ezeknek a képződményeknek a jelenléte magyarázza azt, hogy a réti talaj iszapfrakciójának kationkicsérő kapacitása nagyobb, mint a szolonyec talaj iszapfrakciójáé. Ugyanez magyarázza az iszapfrakciók eltérő értékeit a szolonyec talajok „B” és „C” szintjében. Meghatároztuk az eredeti talajminták, valamint a leválasztott mechanikai frakciók kationkicsérő kapacitását. A vizsgálatokat elvégeztük mind a kezeletlen, mind a szerves anyag és szénsavas mészt eltávolítása után rendelkezésünkre álló mintákból (4. és 5. táblázat).

A kationkicsérő kapacitások mérését az alábbi módszerekkel végeztük:

1. Na-acetátos módszer. A módszernél a telítő ion nátrium. A talajminta telítését lúgos kémhatású (pH = 8,2) nátrium-acetát oldattal végezzük. A monoionos rendszerben a nátriumiont ammóniumionnal helyettesítjük. A kicsérő oldat semleges kémhatású ammónium-acetát. Mind a telítő, mind a kicsérő oldat koncentrációja: normál.

4. táblázat

A talaj kationkicserélő kapacitása három eltérő módszerrel meghatározott értékei

(1) Talajminta	(2) Szint jele	(3) Kezelés	(4) Kationkicserélő kapacitás- mgéé/100 g talaj		
			Na-acetátos	Mehlich	Izotóp hígításos
			módszer		
a) Szolonyec talaj	„B”	Ø	31,29	42,25	24,52
		H ₂ O ₂	24,33	32,00	17,96
		H ₂ O ₂ + n HCl	25,50	35,43	20,60
	„C”	Ø	24,45	32,68	17,81
		n HCl	20,43	29,81	14,64
		n HCl + H ₂ O ₂	21,18	31,43	14,45
b) Réti talaj	„B”	Ø	32,60	46,31	26,38
		H ₂ O ₂	30,10	37,51	22,41
		H ₂ O ₂ + n HCl	31,40	39,93	23,24
	„C”	Ø	36,96	40,46	23,90
		n HCl	36,19	40,49	23,40
		n HCl + H ₂ O ₂	35,79	39,56	23,69
c) Átlagértékek		Ø	31,32	41,47	23,15
		n HCl + H ₂ O ₂	28,47	36,59	20,50
		n HCl vagy H ₂ O ₂	27,78	34,95	19,60
		Összes kezelt	28,16	35,77	20,10
		kezeletlen—kezelt	3,16	5,70	3,05

2. Módosított Mehlich-módszer. A módszer alkalmazásakor a telítő oldat 8,2 pH értékű 0,2 n $BaCl_2$ oldat, a kicserélő oldat semleges kémhatású 0,2 n $CaCl_2$ oldat.

3. Izotóphígításos módszer. A talajmintát semleges vagy gyengén savas 0,2 n $CaCl_2$ oldattal való ismételt kezeléssel Ca-talajjá alakítjuk. A Ca-talajból 0,02 n $CaCl_2$ oldattal 1 : 10 arányú szuszpenziót készítünk és a Ca-talaj— $CaCl_2$ oldat rendszert egyensúlyba hozzuk. Az egyensúlyban levő talaj—oldat rendszert Ca-45 izotópot tartalmazó egyensúlyi oldattal jelezzük. Az izotópeloszlás egyensúlyát 4 órás rázatással érjük el. Az egyensúlyi rendszer szilárd és folyadékfázisát centrifugálással választottuk el. Az egyensúlyi rendszer oldatának Ca-45 aktivitását Beckmann LS-150 típusú folyadék szcintillációs berendezéssel mértük.

Az eredmények értékelése és következtetések

A különböző vizsgálati módszerekkel meghatározott kationkicserélő kapacitás értékek azonos minta esetében a módszertől függően eltérőek voltak. Legnagyobb értéket mindig a Mehlich-módszerrel kaptuk. A légszáraz, 2 mm-es szitán átszitált mintákból mért kationkicserélő kapacitások átlagértékei a következők:

Módosított Mehlich-módszer: 41,47 mgeé/100 g talaj

Na-acetátos módszer: 31,32 mgeé/100 g talaj

Izotóphígításos módszer: 23,15 mgeé/100 g talaj

5. táblázat

A talajok agyag és iszapfrakcióinak három különböző módszerrel mért kationcserélő kapacitása

(1) Talajminta	(2) Szint jele	(3) Részecske átmérő, μm	(4) Kezelés	(5) Kationcserélő kapacitás, mgeé/100 g		
				Na-acetátos	Mehlich	Izotóp- hígításos
				módszer		
a) Szolonyec talaj	„B”	< 2	\emptyset	59,92	71,44	53,22
			H_2O	50,50	60,74	44,23
	„C”	< 2	\emptyset	68,25	78,38	65,52
			n HCl	60,56	81,80	56,41
b) Réti talaj	„B”	< 2	\emptyset	61,87	75,00	55,72
			H_2O_2	56,50	67,50	51,71
	„C”	< 2	\emptyset	49,57	57,97	44,37
			n HCl	49,91	59,18	41,98
a) Szolonyec talaj	„B”	2–10	\emptyset	7,61	17,87	10,90
			H_2O_2	8,80	19,56	13,85
	„C”	2–10	\emptyset	19,38	22,44	19,40
			n HCl	11,73	18,70	15,00
b) Réti talaj	„B”	2–10	\emptyset	24,46	30,37	24,00
			H_2O_2	18,06	24,12	22,80
	„C”	2–10	\emptyset	23,38	25,50	24,50
			n HCl	17,94	20,00	23,15
c) Átlagok				34,78	47,06	35,4

Azonos módszer esetén a „B” szinteknél a hidrogén-peroxiddal valamint a $\text{H}_2\text{O}_2 + \text{n HCl}$ -val kezelt minták, „C” szinteknél a n HCl-val és a $\text{H}_2\text{O}_2 + \text{n HCl}$ -val kezelt mintákból mért értékek között különbség a meghatározás hibáján belül nincsen. A vizsgálati módszereket figyelembe véve az átlagértékek sorrendje a kezelt mintáknál ugyanaz, mint a szerves anyagot és kalcium-karbonátot tartalmazó mintáknál, azaz:

Módosított Mehlich-módszer: 35,77 mgeé/100 g

Na-acetátos módszer: 28,16 mgeé/100 g

Izotóphígításos módszer: 20,1 mgeé/100 g

A szerves anyag és a karbonátok elbontása után a kationcserélő kapacitás majdnem teljesen azonos mértékben csökken a Na-acetátos és izotóphígításos módszernél, az átlagok különbsége 3,16 mgeé, illetve 3,05 mgeé/100 g. A módosított Mehlich-módszerrel mérve ez a különbség lényegesen nagyobb: 5,7 mgeé/100 g.

A talajok agyag és iszapfrakciójában a különböző módszerekkel mért kationcserélő kapacitások átlagértékei az előbb vázoltakhoz hasonló képet adnak (5. táblázat), azzal az eltéréssel, hogy a nátrium-acetátos és izotóphígításos módszerrel kapott adatok átlagértékei közel azonosak, míg a Mehlich-módszerrel mért adatok átlagértéke az előzőeknél több mint 10 mgeé/100 g-mal

6. táblázat

A negatív töltésű szilárd talajrészecskék részaránya a talaj kationcserélő kapacitásában a három féle módszerrel meghatározva

(1) Talajminta, szint jele és vizsgáló módszer	(2) < 2 μm		(3) 2 – 10 μm		(4) Szerves anyag		CaCO ₃		(5) Összes		
	átmérőjű ásványi részek				tartalom				Számított	Mért	
	részaránya										
	$\frac{\text{mgeé}}{100 \text{ g}}$	%	$\frac{\text{mgeé}}{100 \text{ g}}$	%	$\frac{\text{mgeé}}{100 \text{ g}}$	%	$\frac{\text{mgeé}}{100 \text{ g}}$	%	mgeé/100 g		
A) Na-acetátos módszer											
a) Szolonyec talaj											
„B”	11,19	58,4	1,02	5,3	6,96	36,3	—	—	19,17	31,29	
„C”	14,96	73,9	1,26	6,2	—	—	4,02	19,9	20,24	24,45	
b) Réti talaj											
„B”	22,46	81,1	2,73	9,9	2,50	9,0	—	—	27,70	32,60	
„C”	22,63	80,1	4,47	15,8	—	—	1,16	4,1	28,26	36,95	
c) Átlag	17,81	73,4	2,37	9,3					d) Különbségek átlaga: — 7,48 s = 3,67		
B) Mehlich-módszer											
a) Szolonyec talaj											
„B”	13,46	51,8	2,26	8,7	10,25	39,5	—	—	25,97	42,25	
„C”	20,21	80,6	2,01	8,0	—	—	2,87	11,4	25,09	32,68	
b) Réti talaj											
„B”	26,84	68,3	3,65	9,3	8,80	22,4	—	—	39,29	46,31	
„C”	26,84	82,0	4,99	15,3	—	—	0,90	2,7	32,73	40,46	
c) Átlag	21,84	70,7	3,23	10,3					d) Különbségek átlaga: — 9,66 s = 4,43		
C) Izotóphígítási módszer											
a) Szolonyec talaj											
„B”	9,80	54,4	1,61	8,9	6,56	36,5	—	—	17,97	24,52	
„C”	13,94	74,5	1,61	8,6	—	—	3,17	16,9	18,72	17,81	
b) Réti talaj											
„B”	20,56	73,5	3,45	12,3	3,97	14,2	—	—	27,98	26,38	
„C”	19,04	75,2	5,77	22,8	—	—	0,50	2,0	25,31	23,90	
Átlag	15,84	69,4	3,11	13,2					d) Különbségek átlaga: — 0,658 s = 3,94		

% a talaj számított kationcserélő kapacitásában

nagyobb. A Mehlich-módszerrel mért nagyobb kationcserélő kapacitás értékek oka az lehet, hogy a telítésnél a báriumion egy pozitív töltéssel bíró (Ba-OH)⁺, vagy (Ba-Cl)⁺ ionpárt képez. Feltételezhetjük azonban azt is, hogy a talaj kalcium-karbonát tartalma oldódik ki és a nátrium-acetát nátriumionja a telítés során nem cseréli ki teljesen a talaj Ca²⁺ és Mg²⁺ ionjait. A Ba-ionos kezelés és a Na-ionos telítés után mért kationcserélő kapacitások különbsége eléri a 30%-ot, vagy ennél is nagyobb. A különbség nem függ a minta kalcium-karbonát-tartalmától, és nem tűnik el a karbonátok elroncsolásakor sem. Ezek a tények inkább a bárium ion-pár formájában történő megkötődését, mint a

mintának a nátrium-acetátos kezelés utáni nem teljes nátriumion-telítődését támasztják alá.

Szignifikáns különbség mutatkozik a nátrium-acetátos és izotóphígításos módszerekkel mért kationkicszerelő kapacitás értékek között is. Ennek oka lehet a telítő kationok eltérő mérete és töltése, a közeg eltérő pH értéke a monoionos rendszer készítésénél, vagy a nem teljes izotópegyensúly.

A talajminták kationkicszerelő kapacitásának értékei tükrözik a minták mechanikai összetételét, ennek megfelelően a kevesebb fizikai agyagot tartalmazó szolonyec talaj mintáiban kisebbek, mint a réti talaj mintáiban. A „B” szintekben a szerves anyag hidrogén-peroxidos eltávolítása 95%-os valószínűséggel csökkenti a kationkicszerelő kapacitás értékét. A szolonyec talaj „C” szintjében a kalcium-karbonát elröncsolása ugyancsak szignifikánsan csökkentette a talaj kationkicszerelő kapacitását. A réti talaj „C” szintjében, ahol a kalciumkarbonát-tartalom 8%, ilyen hatás a sósavas kezelés után nem volt kimutatható egyik alkalmazott módszerrel sem.

A $2\text{ }\mu\text{m}$ -nél kisebb átmérőjű részecskék kationmegkötő képessége a réti talajok esetében tükrözi a minta ásványi összetételét, a szolonyec talajok esetében kissé nagyobb, mint ahogy azt az ásványi összetétel alapján feltételeznénk. Az utóbbi esetben viszont a szerves anyag eltávolításával a kationkicszerelő kapacitás kb. kétszer olyan mértékben csökken, mint a réti talaj esetében. A szolonyec talaj C-szintjének agyagfrakciójában a szénsavas mészkationmegkötő képessége jól kimutatható.

Az iszapfrakció jól mérhető kationkicszerelő kapacitással rendelkező minták mind a négy vizsgált talajmintánál. Ez az érték a réti talajok esetében valamivel nagyobb volt, mint a szolonyec talajok iszapfrakció-mintáiban. Ez megfelel az iszapfrakció ásványi összetételének, ezen belül a réti talajoknál ezek nagyobb mértékű mállottságának és így nagyobb fajlagos felületének. Az iszapfrakciók esetében a szerves anyag hatása a minta kationkicszerelő kapacitására csak a réti talajnál volt kimutatható, de itt sem bizonyítható statisztikailag.

A vizsgálatok adatai bizonyítják, hogy a talaj kationkicszerelő kapacitásában a következő összetevők kationmegkötő képessége összegeződik:

— a $2\text{ }\mu\text{m}$ -nél kisebb átmérőjű agyag és a $2\text{--}10\text{ }\mu\text{m}$ átmérővel bíró iszaprészecskék negatív felületi töltése,

— a talaj szerves anyagának kationkicszerelő kapacitása,

— a negatív felületi töltésű, szilárd, vízben rosszul oldódó szervetlen sók (lúgos közegben kicsapódott kalcium-karbonát) kationmegkötő képessége.

Ezeknek aránya a talaj kationkicszerelő kapacitásában függ a fent felsorolt komponensek relatív mennyiségétől és ezek kationkicszerelő kapacitásától (6. táblázat). A vizsgált talajminták kationkicszerelő kapacitásának 55—80%-a az agyagfrakciók rétegszilikátjainak felületi töltéséből, 5—20%-a az iszapfrakció ásványainak, 10—35%-a a szerves anyag és 2—20%-a a karbonát-ásványok kationmegkötő képességéből tevődik össze.

A talajban közvetlenül mért és a komponensek mennyiségéből, valamint kationkicszerelő kapacitásából számított értékeket összehasonlítva a nátrium-acetátos és a módosított Mehlich-módszernél a számított érték mindig alacsonyabb, mint a közvetlen talajban mért értékek. Legnagyobbak az eltérések a szolonyec talaj „B” szintjében, míg az átlagok különbsége —7,5, illetve —9,7 mgé/100 g talaj.

Az izotóphígításos módszernél a számított és a mért kationkicszerelő kapacitások között ilyen egy irányú eltérés nincsen. A szolonyec talaj „B”

szintjének számított kationcserélő kapacitása kisebb, mint a mért érték, a többi esetben a különbség fordított előjelű, azaz pozitív és értéke a mért értékeknek 5–6%-a. Izotóphígításos módszerrel mérve az agyagfrakció kationcserélő kapacitása 42–56 mgeé/100 g, az iszapfrakcióé 14–23 mgeé/100 g között változik. A szolonyec talaj „B” szintjében a szerves anyag kationcserélő kapacitása 290 mgeé/100 g ugyanez a réti talaj „B” szintjében 170 mgeé/100 g. A különbség nyilvánvalóan a két talaj szerves anyagának eltérő összetételében és diszperzitás fokában van.

A karbonátásványok szerepe a talaj kationcserélő kapacitásának alakulásában nyilvánvalóan arányos mennyiségükkel és képződésük körülményeivel. Ennek megfelelően kationcserélő kapacitásuk az erősen lúgos szolonyec talajban 13 mgeé/100 g, a gyengébben lúgos réti talajban 6 mgeé/100 g. Ezek az értékek egyébként arra is utalnak, hogy adott kísérleti feltételek mellett a karbonátok felületén levő kalciumionok cserélődtek ki az oldatban levő kalcium 45 izotóppal, és a karbonátokban levő rácskalciummal történő, nagyságrenddel kisebb sebességi állandójú izotópcseré [9] nem zavarta a meghatározást.

Összefoglalás

1. Vizsgáltuk a talaj és negatív felületi töltéssel bíró részecskéinek kationmegkötő képességét, valamint az egyes ásványi és szerves komponensek arányát a talaj kationcserélő kapacitásának értékében.

2. Vizsgálatainkhoz három eltérő módszert (Na-acetát + NH_4 -acetát, módosított Mehlich és izotóphígításos módszer) alkalmaztunk.

3. A három vizsgálati eljárással kapott kationcserélő kapacitás értékek a talajminták esetében szignifikánsan különböztek egymástól. Sorrendjük az alkalmazott módszer szerint: Mehlich > Na-acetát + NH_4 -acetát > izotóphígításos.

4. Mértük a minták agyag és iszapfrakcióinak kationcserélő kapacitását. A szerves anyag és a karbonátásványok „T” értékét a kezeletlen frakciók és a szerves anyag, valamint a karbonátásványok elroncsolása után kapott értékek különbségéből számítottuk.

5. A 4. pontban említett értékek figyelembevételével a talaj kationcserélő kapacitásának 55–80%-a az ásványi kolloidok kationcserélő kapacitásából, 5–20%-a az iszapfrakciók ásványaiából, 10–35%-a a szerves anyagokból és 2–20%-a a szilárd kalcium-karbonát felületi Ca^{2+} ionjaiból tevődik össze. A számított és mért értékek az izotóphígításos módszer esetében egyeztek a legjobban.

Irodalom

- [1] ANTIPOV-KARATAEV, I. N.: Primenenie izotopnogo metoda v issledovanii javlenij pogloszenija pocsvami elektrolitov v szvjazi sz melioraciej pocsv. 366–382. In: Primen izotopov v techn. biol sz/h. Izd. A. N. SzSzSzR. Moszkva. 1955.
- [2] BEAR, F. E.: Chemistry of the soil. Oxford IBH Publ. Co. New Delhi. 1976.
- [3] BLADEL, R. VAN, FRANKART, R. & GHEYI, H. R.: A comparison of three methods of determining the cation exchange capacity of calcareous soils. Geoderma. 13. 289–298. 1975.
- [4] BLUME, J. A. & SMITH, D. H.: Determination of exchangeable calcium and cation exchange capacity by equilibrium with Ca^{45} . Soil Sci. 77. 9–17. 1954.

- [5] BOWER, C. A. & TRUOG, E.: Base exchange capacity determination as influenced by nature of cation employed and formation of basic exchange salts. *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.* **5**. 86–89. 1940.
- [6] BUCKMAN, H. O. & BRADY, N. C.: The nature and properties of Soils. 7th ed. MacMillan. London. 1969.
- [7] CARLSON, R. M. & OVERSTREET, R.: A study of the ion exchange behavior of the alkaline earth metals. *Soil Sci.* **103**. 213–218. 1967.
- [8] DARAB, K.: Kationkicszerélődés a talajban különböző minőségű öntözővizek hatására. *Agrokémia és Talajtan.* **11**. 29–40. 1962.
- [9] DARAB, K.: Studies on Ca–Na exchange in model systems. *Trans. 10th Int. Congr. Soil Sci. Moscow.* **2**. 392–399. 1974.
- [10] DARAB, K. & RÉDLY L.-NÉ: A kationkicszerelő kapacitás és a kicszerélhető kationok meghatározása szikes talajokban. *Agrokémia és Talajtan.* **26**. 123–162. 1977.
- [11] GEDROICZ, K. K.: Izbrannie szocsinenija I. „Szel’hozgiz”. Moszkva 1955.
- [12] GOLDEN, L. B., GAMMON, N. & THOMAS, R. P.: A comparison of methods of determining the exchangeable cations and the exchange capacity of Maryland soils. *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.* **7**. 154–161. 1942.
- [13] HANNA, W. F. & REED, J. F.: A comparison of ammonium acetate and buffered barium chloride methods for determining cation exchange properties of limed soils. *Soil Sci.* **66**. 447–452. 1948.
- [14] HILLING, C. S., CHESTERS, G. & COREY, R. B.: Contribution of organic matter and clay to soil cation exchange capacity as affected by the pH of the saturating solution. *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.* **28**. 517–520. 1964.
- [15] MARSHALL, C. E.: The electrochemistry of the clay minerals in relation to pedology. *Trans. IVth. Int. Cong. Soil Sci. Amsterdam.* **1**. 71–81. 1950.
- [16] Methods of soil analysis. (Ed.: BLACK, C. A.) American Agron. Soc. Ser. Agron. No. 9. Madison. 1965.
- [17] PAPANICOLAOU, E. P.: A contribution to the study of excess base saturation. *Trans. 10th Int. Congr. Soil Sci. Moscow.* **2**. 227–233. 1974.
- [18] PRATT, P. F. & HOLOWAYCHUK, N.: A comparison of ammonium acetate and buffered barium chloride methods of determining cation exchange capacity. *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.* **18**. 965–968. 1954.
- [19] REINIGER, P., ZAHAR, N. & BOLT, G. H.: Determination of the cation exchange characteristics of calcareous soils. *Trans. 8th Int. Congr. Soil Sci. Bucharest.* **3**. 479–488. 1964.
- [20] RÉDLY, L.-NÉ & DARAB, K.: Agyagásványok és talajok kationkicszerelő kapacitásának meghatározása izotópindikációs módszerrel és összehasonlító értékelése. *Agrokémia és Talajtan.* **18**. 173–189. 1969.
- [21] ROSTAD, H. P. W. & ARNAUD, R. J.: Nature of carbonate minerals in two Saskatchewan soils. *Canad. J. Soil Sci.* **50**. 65–70. 1970.
- [22] RÜDKIJ, SZ. G., JANOVSZKAJA, F. G. & ORLOVA, K. B.: Opređenje emkoszti poglošćenija poesv pri pomoscsi radioaktivnogo izotopa kalcija. *Poesvovedenie* (7) 37–43. 1955.
- [23] SAWHNEY, B. L., JACKSON, M. L. & COREY, R.: Cation exchange capacity determinations of soils as influenced by the cation species. *Soil Sci.* **87**. 243–248. 1959.
- [24] SCHEFFER, F. & SCHACHTSCHABEL, P.: *Lehrbuch der Bodenkunde.* Enke. Stuttgart. 1966.
- [25] SCHOFIELD, R. K.: The electrical charges on clay particles. *Soils Fert.* **2**. 1–5. 1939.
- [26] SZABOLCS, I., DARAB, K. & KOCH, L.-NÉ: CaCO₃ tartalmú javítóanyagok hatékonyságának vizsgálata szikes talajon radioaktív indikáció segítségével. *Agrokémia és Talajtan.* **9**. 19–27. 1960.
- [27] TUCKER, B. M.: Laboratory procedures for cation exchange measurements on soils. Div. Soils. Techn. paper No. 23. CSIRO. Melbourne. 1974.
- [28] VILLERS, J. M. DE & JACKSON, M. L.: Cation exchange capacity variations with pH in soil clays. *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.* **31**. 473–476. 1967.
- [29] WIKLANDER, L.: Cation and anion exchange phenomena. In: *Chemistry of the soil.* (Ed.: BEAR, F. E.) Reinhold. New York. 1964.
- [30] WILDING, L. P. & RUTLEDGE, E. M.: Cation exchange capacity as a function of organic matter, total clay and various clay fractions in a soil toposequence. *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.* **30**. 782–785. 1966.

Érkezett: 1981. február 10.

Compounds Affecting the Cation Exchange Capacity of Soils

K. DARAB and M. RÉDLY

Research Centre for Water Management and Research Institute for Soil Science and
Agricultural Chemistry of the Hungarian Academy of Sciences, Budapest

Summary

The cation adsorption capacities of negatively charged soils particles and their contribution to the C.E.C. values of soils were investigated by three different (Na-acetate-, Mehlich- and isotope dilution) methods.

The C.E.C. values of soil samples are different above the 95% confidence level if they are measured by these different methods.

It was found that the surface exchangeable calcium on calcium carbonate particles contributed to the C.E.C. values of the soils.

It was also found that the C.E.C. values of mineral clay particles contributed to the C.E.C. of the investigated soil samples from 55 to 80%, the minerals in the silt fraction from 5 to 20%, the soil's organic matter from 10 to 35% and the surface exchangeable calcium on calcium carbonate particles from 2 to 20%.

The CEC values calculated from the ratios and cation exchange capacities of different soil compounds having negative surface charges and those measured by isotope dilution method give close figures.

Table 1. Experimental conditions for CEC determination in the case of different methods. (1) Process: a) Saturation; b) Replacement. (2) Salt. (3) Concentration and pH value of the salt solution.

Table 2. The physical and chemical properties of the investigated soil samples. (1) Soil samples, horizon and depth of sampling, (cm): a) Solonetz soil; b) Meadow soil. (2) Soluble salts %. (3) Organic matter %. (4) Exchangeable Na^+ me/100 g. (5) CEC me/100 g. (6) ESP. (7) Particle size distribution %.

Table 3. Mineral composition of the clay and silt fractions. (1) Soil sample and horizon, (soil see Table 2.). (2) Particle size range, μm . (3) CEC mg/100 g, from soil and mechanical fraction. (4) Mineral composition: I = illite; Mo = montmorillonite; I–Mo = randomly interstratified I and Mo; Kl = chlorite; I–Kl = randomly interstratified I and Kl; Kv = quartz; F = feldspars; M = mica-hydromica; M–Kl = interstratified M and Kl. (5) Loss of weight % and total.

Table 4. Comparison of three methods of determining the CEC of soils. (1) Soil samples: a) Solonetz soil; b) Meadow soil; c) Average values. (2) Horizon. (3) Treatment. (4) CEC me/100 g soil: Na-acetate method, Mehlich method and isotope dilution method.

Table 5. Comparison of three methods for CEC determination of clay and silt fractions. (1) Soil samples. (2) Horizon. (3) Particle size range μm . (4) Treatment. (5) CEC me/100 g (the three methods see Table 4.).

Table 6. The ratio of different soil compounds having negative surface charges, in the CEC of soil. (1) Soil sample, horizon and the three method: A) Na-acetate method; B) Mehlich method; C) Isotope dilution method; a), b) and c) see Table 4. (2) The ratio of soil particles of the size range $2\text{--}10\mu\text{m}$. (3) The ratio of soil particles of size range $2\text{--}10\mu\text{m}$: me/100 g and % of the CEC of soil. (4) The ratio of the soil organic matter. (5) Total calculated and measured me/100 g; d) Average of differences.

Bodenkomponenten mit Kationenaustauschigenschaften

K. DARAB und M. RÉDLY

Wissenschaftliche Forschungszentrale für Wasserwirtschaft und Forschungsinstitut für Bodenkunde und Agrikulturchemie der Ungarischen Akademie der Wissenschaften, Budapest

Zusammenfassung

Die Kationenbindung der negativ geladenen Bodenteilchen, wie auch das Verhältnis der mineralischen und organischen Komponenten im Wert der Kationenaustauschkapazität (CEC-Wert) wurden mit Hilfe von 3 verschiedenen Methoden bestimmt.

Die mit den 3 Untersuchungsverfahren (Na-Acetat + NH_4 -Acetat-Methode, modifizierte Mehlich-Methode und Isotopenverdünnungsmethode) erhaltenen CEC-Werte unterschieden sich bei den einzelnen Bodenproben signifikant voneinander. Ihre Reihenfolge war — der angewendeten Methode nach — die folgende: Mehlich > Na-Acetat + NH_4 -Acetat > Isotopenverdünnung.

Die Kationenaustauschkapazität der untersuchten Bodenproben setzte sich aus folgenden Komponenten zusammen: in 55—80% aus den CEC-Werten der mineralischen Kolloide, in 5—20% aus den CEC-Werten der Minerale der Schlammfraktion, in 10—35% aus den CEC-Werten der organischen Stoffe und in 2—10% aus den an der Oberfläche des festen CaCO_3 gebundenen Ca^{2+} -Ionen (es wurde bewiesen, dass letztere einen Teil der Kationenaustauschkapazität der Böden bilden).

Die mit Hilfe der Verhältnisse und der CEC-Werte der unterschiedlichen, negativ geladenen Bodenkomponenten berechneten und mit der Isotopenverdünnungsmethode gemessenen Werte stimmten am besten überein.

Tab. 1. Versuchsbedingungen bei der Bestimmung der CEC-Werte nach den verschiedenen Methoden. (1) Methode: a) Sättigung; b) Substituierung. (2) Salze. (3) Konzentration und pH-Wert der Salzlösung.

Tab. 2. Physikalische und chemische Kennwerte der untersuchten Bodenproben. (1) Bodenprobe, Horizont und Tiefe der Probenahme (cm): a) Solonetzboden; b) Wiesenboden. (2) Lösliche Salze, %. (3) Organische Stoffe, %. (4) Austauschbares Na^+ , mval/100 g. (5) CEC-Wert, mval/100 g. (6) Austauschbares Na^+ , %, (ESP-Wert). (7) Körnung, %.

Tab. 3. Mineralische Zusammensetzung der Ton- und Schlammfraktion der untersuchten Böden. (1) Bodenprobe und Horizont (Böden s. Tab. 2.). (2) Durchmesser der Bodenteilchen, μm . (3) CEC-Wert, mval/100 g Boden, bzw. mechanische Fraktion. (4) Mineralische Zusammensetzung: I = Illit; Mo = Montmorillonit; Kv = Quarz; Kl = Chlorit; F = Feldspate; M = Glimmer — Hydroglimmer; I—Mo = Illit-Montmorillonit; I—Kl = Illit-Chlorit; M—Kl = Glimmer-Hydroglimmer-Chlorit in Zwischenschichten. (5) Gewichtsverlust, % und gesamt.

Tab. 4. CEC-Werte der untersuchten Böden, bestimmt mit 3 verschiedenen Methoden. (1) Bodenprobe: a) Solonetzboden; b) Wiesenboden; c) Mittelwert. (2) Horizont. (3) Variante. (4) CEC-Wert, mval/100 g Boden: bestimmt mit der Na-Acetat-, der Mehlich- und der Isotopenverdünnungsmethode.

Tab. 5. CEC-Werte der Ton- und Schlammfraktionen der untersuchten Böden bestimmt mit 3 verschiedenen Methoden. (1) Bodenprobe. (2) Horizont. (3) Durchmesser der Teilchen, μm . (4) Variante. (5) CEC-Werte, mval/100 g, bestimmt mit der Na-Acetat-, der Mehlich- und der Isotopenverdünnungsmethode.

Tab. 6. Anteil der negativ geladenen Bodenteilchen an dem CEC-Wert der Böden, mval/100 g und %. (1) Bodenprobe, Horizont und Untersuchungsmethode: A) Na-Acetat-Methode; B) Mehlich-Methode; C) Isotopenverdünnungsmethode; a), b) und c) s. Tab. 4. (2) Anteil der mineralischen Teilchen < 2 μm . (3) Anteil der mineralischen Teilchen von 2—10 μm : mval/100 g und in % des CEC-Wertes der Böden. (4) Anteil der organischen Stoffe. (5) Gesamte berechnete und gemessene Werte, mval/100 g; d) Mittelwert der Differenzen.

Составные части почвы способные обменивать катионы

К. ДАРАБ и М. РЕДЛИ

Центральный научно-исследовательский институт водного хозяйства и Научно-исследовательский институт почвоведения и агрохимии Венгерской Академии Наук, Будапешт

Резюме

1. Изучили способность почвы и поверхностно отрицательно заряженных почвенных частиц обменивать катионы, а также установили зависимость ёмкости поглощения от соотношения отдельных органических и минеральных компонентов.

2. Применяли три различных метода исследования (ацетат натрия + ацетат аммония), модифицированный метод Мелиха и метод изотопного разбавления.

3. Величины ёмкости поглощения, полученные тремя указанными методами, достоверно различались. Их ряд по использованным методам: метод Мелиха > ацетат натрия + ацетат аммония > изотопное разбавление.

4. Измерили ёмкость катионного обмена фракций глины и ила. Величину «Т» для органического вещества и карбонатных минералов рассчитали по разности между величинами, полученными для необработанных фракций и органического вещества и после разрушения карбонатных минералов.

5. Учитывая величины, указанные в пункте 4., установили, что ёмкость обменного поглощения почвы на 55–80%-ов складывается из ёмкости обмена минеральных коллоидов, на 5–20%-ов из ёмкости обмена илистой фракции, на 10–35% из ёмкости обмена органических веществ и на 2–20%-ов из ёмкости обмена поверхностных ионов Ca^{2+} твердых карбонатов кальция. Рассчитанные и измеренные величины близко совпадают при методе изотопного разбавления.

Табл. 1. Условия определения ёмкости обменного поглощения в различных методах. (1) Метод: а) Насыщение. б) Вытеснение. (2) Соли. (3) Концентрация раствора и величина pH.

Табл. 2. Физические и химические свойства изученных почв. (1) Почвенный образец, обозначение горизонта и глубина взятия в см.: а) Солонец. б) Луговая почва. (2) Общее содержание солей в %. (3) Содержание органического вещества в %. (4) Ионы обменного натрия в мг.экв/100 г почвы. (5) Ёмкость обменного поглощения мг.экв/100 г почвы. (6) Ионы обменного натрия в %. (7) Механический состав, %.

Табл. 3. Минералогический состав глины и илистой фракции изученных почв. (1) Образец почвы и обозначение горизонта (смотри в таблице 2). (2) Диаметр частиц $\mu\text{м}$. (3) Ёмкость поглощения мг.экв/100 г почвы и отдельных механических фракций. (4) Минералогический состав: I = иллит. Мо = монтмориллонит. Kv = кварц. K1 = хлорит. F = полевые шпаты. M = слюды, гидрослюды. I–Мо = иллит-монтмориллонит. I–K1 = иллит-хлорит. M–K1 = смешаннослоистые минералы слюды-гидрослюды-хлориты. (5) Потеря веса в % и всего.

Табл. 4. Величины ёмкости поглощения, определенные тремя методами. (1) Почвенный образец: а) солонец, б) луговая почва, с) среднее. (2) Обозначение горизонта. (3) Обработка. (4) Ёмкость поглощения в мг.экв/100 г почвы, определенная методами На-ацетатным, по Мелиху и изотопного разбавления.

Табл. 5. Ёмкость поглощения фракций глины и ила, определенная тремя различными методами. (1) Почвенный образец. (2) Обозначение горизонта. (3) Диаметр частиц, $\mu\text{м}$. (4) Обработка. (5) Ёмкость поглощения в мг.экв/100 г, определенная тремя различными методами (смотри таблицу 4).

Табл. 6. Соотношение ёмкости поглощения отрицательно заряженных твердых почвенных частиц в ёмкости поглощения почвы, определенной тремя различными методами, мг.экв/100 г и в %. (1) Почвенный образец, обозначение горизонта и метод определения: А) Na — ацетатный метод. В) Метод Мелиха. С) Метод изотопного разбавления. а), б) и с) смотри в таблице 4. (2) Соотношение минеральных частиц диаметром менее 2 $\mu\text{м}$. (3) Соотношение минеральных частиц диаметром 2–10 $\mu\text{м}$: мг.экв/100 г и в % от ёмкости поглощения почвы. (4) Соотношение содержания органического вещества. (5) Всего: рассчитанные и измеренные мг.экв/100 г; d) Среднее по разностям.